



编号: 0258-7106(2010)06-1029-14

西藏班公湖地区含镍碳酸岩成因探讨*

陈华, 曲晓明, 辛洪波, 江军华

(中国地质科学院矿产资源研究所, 北京 100037)

摘要 野外调查发现西藏班公湖地区分布着众多的碳酸岩体, 它们呈长几十米至几百米的岩株或岩墙产出, 与蛇绿岩带中的超基性岩密切共生。这些碳酸岩体在成分上可分为2种: 一种以方解石为主, $w(\text{CaO})$ 在 42.74% ~ 45.78% 之间, 为钙质碳酸岩; 另一种以菱镁矿和菱铁矿为主, $w(\text{MgO})$ 和 $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ (全铁) 分别为 23.83% ~ 29.85% 和 7.75% ~ 16.85%, 为镁质碳酸岩。微量元素地球化学显示钙质碳酸岩的原始地幔标准化曲线(蛛网图)与华北地块北缘内蒙古大青山地区壳源岩浆碳酸岩的原始地幔标准化曲线高度吻合; Nd、Sr、Pb 同位素表明这些钙质碳酸岩最终仍然来源于地幔, 接近 EMII 地幔端元, T_{DM} 集中在 697.4 ~ 881.9 Ma 之间, 说明它们最初是在晚元古代从地幔中分离出来, 经喷发、沉积、变质, 于中生代经镁铁质岩浆侵入、受热重熔形成。镁质碳酸岩在地球化学上既不同于幔源岩浆碳酸岩, 也不同于壳源岩浆碳酸岩, 而是与共生的含镍超基性岩具有完全一致的稀土元素特征, Pb 同位素也显示出它们有一致的物质来源, $\epsilon_{\text{Nd}}-I_{\text{Sr}}$ 图则显示下地壳组分在岩体中有重要作用, 这些特征说明它们是富 CO_2 的深部流体在中下地壳对超基性岩交代的结果。

关键词 地质学, 碳酸岩, 元素地球化学, Nd-Sr-Pb 同位素, 岩石成因, 班公湖

中图分类号: P588.1

文献标志码: A

A tentative discussion on the genesis of Ni-bearing carbonatites in Bangong Lake area, Tibet

CHEN Hua, QU XiaoMing, XIN HongBo and JIANG JunHua

(Institute of Mineral Resources, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China)

Abstract

Numerous carbonatite bodies, associated intimately with ultrabasic rocks in the ophiolite zone, have been discovered through field survey. They occur as stocks or dikes with the width about tens to hundreds of meters, and can be subdivided into two types according to chemical composition, i. e., calciocarbonatite and magnesio-carbonatite. The former consists mainly of calcite with CaO content of 42.74 ~ 45.78%, while the latter is mainly comprised of magnesite and siderite with MgO and Fe_2O_3 (T) content of 23.83 ~ 29.85% and 7.75 ~ 16.85% respectively. The abundance pattern of trace elements normalized by primitive mantle for calciocarbonatite coincides with that of the crust-sourced magmatic carbonatite in Daqingshan of Inner Mongolia along the north boundary of the North China Block. However, evidence from Sr-Nd-Pb isotopes indicates that calciocarbonatite was derived from the mantle, close to EMII. Besides, its T_{DM} ranges from 697.4 Ma to 881.9 Ma. These characteristics suggest that calciocarbonatite firstly differentiated from mantle in late Proterozoic, then went through eruption, sedimentation and metamorphism successively, and lastly remelted in Mesozoic as a result of being heated by the intrusion of mafic magma. Magnesio-carbonatite differs from either typical mantle-

* 本文是“十一五”国家科技支撑计划项目(编号 2006BAB01A05)和中国地质调查局大调查项目(编号 :1212010818097)联合资助的阶段
性成果

第一作者简介 陈华, 女, 1986年生, 在读硕士研究生, 矿物学、岩石学、矿床学专业。Email: huahuachengsmile@163.com

收稿日期 2010-05-21; 改回日期 2010-10-19。张绮玲编辑。

sourced or crust-sourced carbonatites in geochemical characteristics, but its REE pattern is the same as the REE pattern of associated Ni-bearing ultrabasic rocks, with their Pb isotopes also indicating the same material source. In addition, the lower crust must have played an important role in the source of magnesiocarbonatite, as shown by the $\epsilon_{Nd}-I_{Sr}$ plot. All these phenomena prove that magnesiocarbonatite is the product of metasomatism of ultrabasic rocks metasomatized by deep-seated CO_2 -rich fluid in the middle-lower crust.

Key words: geology, carbonatite, element geochemistry, Nd-Sr-Pb isotopes, petrogenesis, Bangong Lake

近年来的地质矿产调查发现,西藏班公湖地区分布着众多的碳酸岩体。它们呈长几十米至几百米的岩株或岩墙产出,与蛇绿岩带中的基性-超基性岩密切共生。有的岩体中含硫化镍矿化,矿化体大小从 $40\text{ m} \times 50\text{ m}$ 到 $250\text{ m} \times 500\text{ m}$ 不等。因此,无论从班公湖缝合带构造演化的角度还是从硫化镍矿地质找矿的角度,尽快查明这些碳酸岩体的成因已成为目前工作的当务之急。

一般认为传统意义上的碳酸岩是幔源成因,其形成过程大体分为2种情况:①由碳酸盐化地幔橄榄岩部分熔融直接形成碳酸岩岩浆(Wyllie et al., 1976; Dalton et al., 1998; Harmer et al., 1998); ②由地幔产生的硅酸盐母岩浆通过分离结晶或液态不混溶过程分异而成(Freesfone et al., 1980; Kjarsgaard et al., 1988; Kjarsgaard; Veksler et al., 1998; Halama et al., 2005; Brooker et al., 1990)。然而,随着研究的不断深入,人们越来越多地认识到地壳碳酸盐质岩石在深部侵入体的热力作用下也可以发生重熔形成所谓的壳源岩浆碳酸岩(Lentz, 1999; 赵斌等, 2004; 董春艳等, 2009)。另外, Demeny 等(2008)通过对西班牙 Canary 岛 La Palma 玄武岩中碳酸岩捕虏体的研究,提出了富含 CO_2 流体在地壳深部或上地幔交代基性-超基性岩并使其熔融,可形成交代型碳酸岩。国内邓希光等在2002年就提出广西马山碱性杂岩体中的碳酸岩属交代成因,尽管他们对流体来源和交代机理还不清楚。

本文对采自班公湖地区的3个碳酸岩体(1个钙质碳酸岩、2个镁质碳酸岩)的样品做了常量元素、微量元素及 Nd、Sr、Pb 同位素分析,试图通过岩石地球化学和同位素示踪手段,查明它们的物质来源和成因,以为班公湖缝合带的构造演化和硫化镍矿的矿化机理提出一些有价值的信息。

1 区域地质背景

班公湖地区的碳酸岩产于班公湖的西南侧、班

公湖-怒江缝合带西端。班公湖-怒江缝合带是青藏高原上的一条主缝合带,夹持于北面的羌塘地块和南面的拉萨地块之间,以一系列东西向伸展的近线状蛇绿岩体为标志(图1)。整个缝合带横贯青藏高原东西达2000余公里。该缝合带的一个突出特点是蛇绿岩南北向展布范围大,一般为几十公里,在西段狮泉河和东段安多一带,蛇绿岩的横向(南北向)展布宽度达200余公里。因此,对于该缝合带是代表着一个单一的洋盆俯冲带(Girardeau et al., 1985; Coward et al., 1988)还是包含着由多条洋生弧分割的多个洋盆俯冲(Mei et al., 1981; Srimal, 1986; Pearce et al., 1988; Dunlap et al., 2002),人们还有不同的意见。Kapp 等(2003)坚持单一洋盆向北俯冲的观点,把狮泉河一带多条蛇绿混杂岩的重复出现归因于洋盆闭合后由北向南的多次逆掩推覆作用。然而,从野外地质调查发现的岛弧型火成岩的时空分布看,狮泉河一带班公湖-怒江缝合带应该包括3条俯冲带(江军华等, 2009)。北面的一条位于班公湖至日土县城一带,SN向宽有十几公里,EW向延伸有百余公里,向东一直到多不杂矿区以北都有零星的蛇绿岩碎块出露。中间的一条位于狮泉河-改则-洞错一线的北侧,SN向宽十几公里,沿走向延伸长达400多公里,且连续性较好,这条蛇绿岩带应该是班公湖-怒江缝合带的主俯冲带。南面的一条位于改则县南面约20 km的拉果错湖北岸,宽几公里,沿NWW向延伸,长50 km,向北陡倾(Wang et al., 2008)。

2 碳酸岩体产状与岩相学

班公湖地区的碳酸岩产于班公湖西南侧的蛇绿岩带中,岩体呈几十米至几百米的岩株或岩墙产出(图2),与超基性岩体之间界限清晰,岩体内可见超基性岩体的捕虏体(图2A),碳酸岩体与围岩侏罗系砂板岩夹灰岩地层呈侵入接触关系。岩体地貌上多呈正地形(图2B),表面的风化壳较为坚硬,呈淡褐

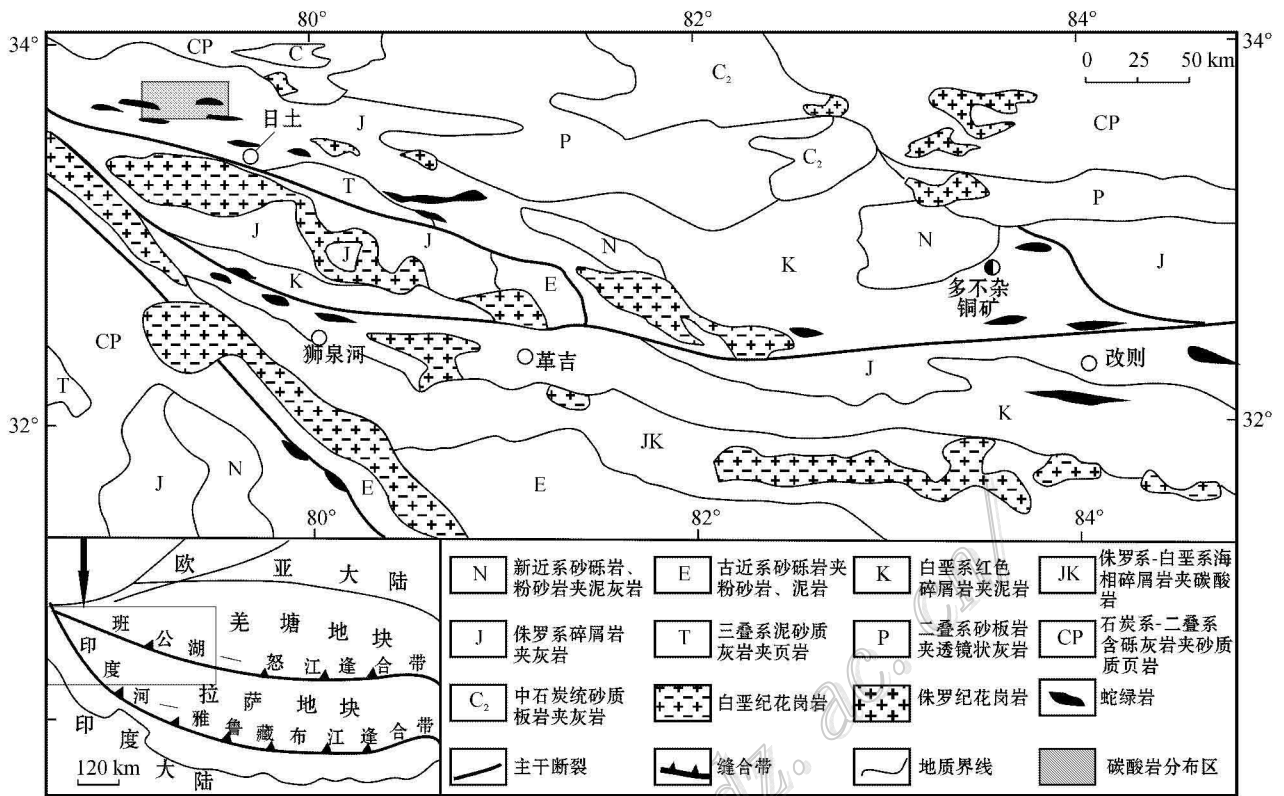


图1 西藏班公湖岛弧带地质图(据1:150万地质图修改)

Fig. 1 Geological map of the Bangong Lake island arc zone, Tibet plateau (modified after 1:1500000 geological map)

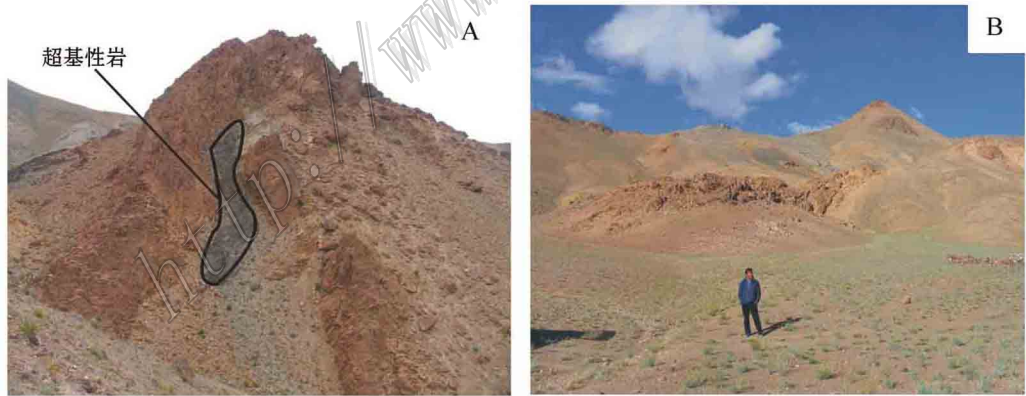


图2 班公湖地区1号(A)和3号(B)含硫化镍碳酸岩体

Fig. 2 No.1 (A) and No.3 (B) Ni-bearing carbonatite body in Bangong Lake area

色。化学分析表明这些碳酸岩体成分上分为2种：一种以方解石为主，称为钙质碳酸岩(图2A、3A)，不含镍矿；另一种以菱镁矿和菱铁矿为主(图3B)，称为镁质碳酸岩，含有镍矿。钙质碳酸岩具中细粒粒状结构，块状构造，主要由方解石组成，含量约为70%~75%。矿物颗粒大小一般在0.1~0.4 mm

之间，表面清洁，聚片双晶发育；其次为斜长石、菱镁矿和石英。斜长石呈板条状，具聚片双晶，含量约5%~10%；菱镁矿呈粒状，无聚片双晶，镶嵌于方解石之间，含量约5%；石英呈半自形柱粒状集合体分布于碳酸盐矿物中间，含量在5%~10%之间。岩体中副矿物有磷灰石、锆石、磁铁矿等，零星分布。镁

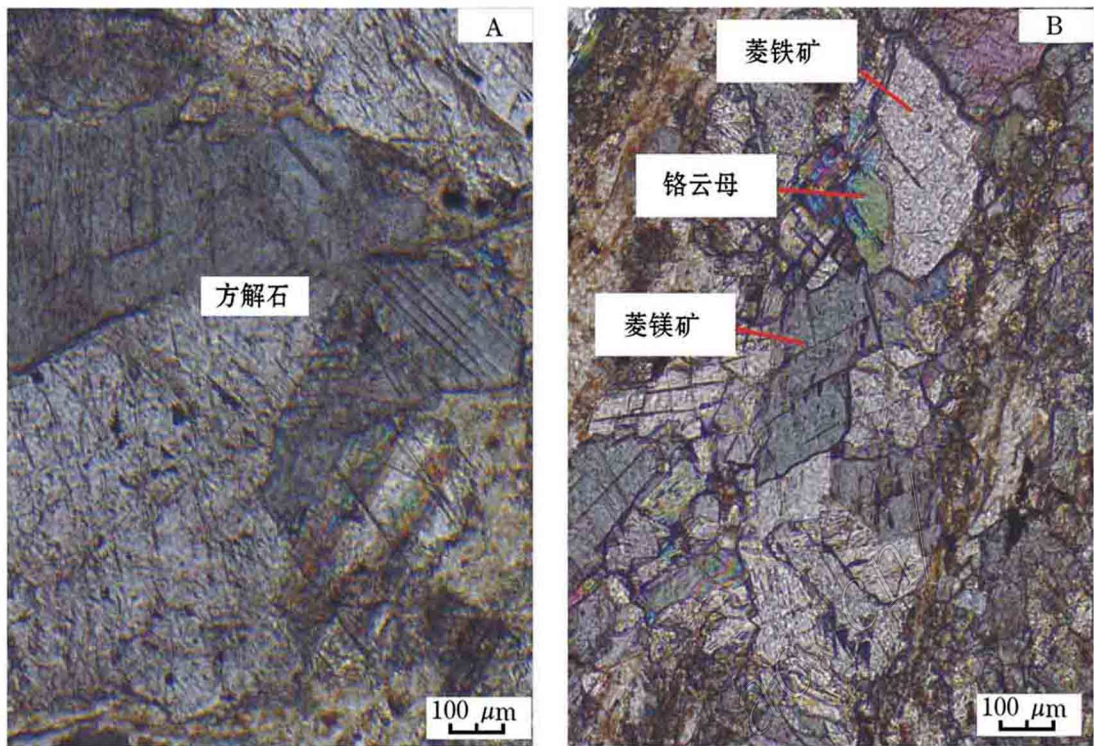


图3 班公湖地区钙质碳酸岩(A)和镁质碳酸岩(B)显微照片

Fig. 3 Micrograph of calcicarbonatite (A) and magnesiocarbonatite (B) in Bangong Lake area

质碳酸岩的主要组成矿物为菱镁矿、菱铁矿和石英，次要矿物为方解石、绿泥石、滑石，副矿物有锆石、磁铁矿、钙钛矿等。岩石中主要矿物颗粒一般在0.1~0.5 mm之间，局部发育交代结构。菱镁矿表面较清洁，部分具聚片双晶，含量约占35%~40%；菱铁矿颗粒边缘和解理缝上常见黄褐色锈斑，无聚片双晶，含量约占25%~30%；石英形态多变，既有宽大的板状晶体，也有柱状集合体，还有一部分呈微晶或隐晶质集合体不均匀分布于碳酸盐矿物之间。石英含量变化也较大，20%~35%。绿泥石一般呈细片状或纤维状与微晶石英一起分布，具有交代残余特征，含量约占10%。钙钛矿呈棕褐色，有时被压碎，在碳酸盐矿物中间零星分布。与钙质碳酸岩相比，镁质碳酸岩体中含更多的超基性岩包体，有时两者呈过渡式接触。

3 岩石地球化学

3.1 样品和分析方法

班公湖地区碳酸岩样品取自3个岩体，1个是钙质碳酸岩(样品号RTN-001、002、003，图2A)；另外2

个为镁质碳酸岩(样品RTN-009、010、011，图2B；RTN-013、015、016)。常量元素和微量元素分析均在北京核工业地质研究院分析测试研究中心完成。常量元素分析仪器为PHILLIPS PW-2404型X-荧光光谱仪，精度好于1%；微量元素和稀土元素用ICP-MS测定，仪器型号是ELEMENT-2质谱仪，分析精度好于2%，分析流程见参考文献Qu et al., 2004，分析结果见表1。与碳酸岩共生的超基性岩的主量元素、微量元素及Sr、Pb同位素分析结果(据江军华等，2010)列于表2。

3.2 常量元素

班公湖地区的钙质碳酸岩化学组成上主要为CaO和CO₂。 $w(\text{CaO})$ 在42.74%~45.78%之间； $w(\text{CO}_2)$ 反映在烧失量上，从38.11%~40.37%，反映了方解石在岩石中的主导地位。在碳酸岩的分类图中岩体位于钙质碳酸岩区(图4)。 $w(\text{SiO}_2)$ 为4.56%~8.4%， $w(\text{Al}_2\text{O}_3)$ 从2.47%~3.55%，与岩石中石英及斜长石等硅酸盐矿物的分布一致。 $w(\text{MgO})$ 为2.9%~3.87%， $w(\text{Fe}_2\text{O}_3)$ 为1.46%~2.02%，反映了岩石中含少量菱镁矿和菱铁矿。镁质碳酸岩(图4)中主要化学组成为MgO和Fe₂O₃，

表 1 班公湖碳酸岩主量、微量元素及 Sr、Nd、Pb 同位素分析结果

Table 1 Analytical results of major elements, trace elements and Sr, Nd, Pb isotopic compositions of carbonatites from Bangong Lake area, Tibet

	钙质碳酸岩			镁质硅酸岩					
	RTN-001	RTN-002	RTN-003	RTN-009	RTN-010	RTN-011	RTN-013	RTN-015	RTN-016
	$\alpha(B)\%$								
Al ₂ O ₃	3.24	3.55	2.47	0.26	0.56	0.35	0.16	0.19	0.2
SiO ₂	7.72	8.4	4.56	20.24	19.96	24.8	20.49	25.48	35.33
CaO	43.62	42.74	45.78	0.63	2.16	0.37	0.57	2.1	5.11
K ₂ O	0.65	0.79	0.56	0.022	0.027	0.013	0.015	0.02	0.019
TiO ₂	0.13	0.14	0.1	0.024	0.027	0.021	0.016	0.017	0.016
Fe ₂ O ₃	1.78	2.02	1.46	16.85	14.95	13.42	12.58	11.81	7.75
FeO	1.4	1.5	1	4.7	4	3.85	4.1	4.05	3.25
MgO	3.87	3.38	2.9	28.87	28.69	29.31	29.85	25.24	23.83
Na ₂ O	0.31	0.23	0.24	0.055	0.088	0.069	0.11	0.12	0.13
MnO	0.054	0.056	0.061	0.14	0.17	0.13	0.14	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.059	0.064	0.06	0.013	0.015	0.013	0.013	0.014	0.015
LOI	38.12	38.11	40.37	32.75	32.9	31.45	35.59	34.35	27.02
	$\alpha(B)10^{-6}$								
Li	4.23	1.71	2.82	10.5	22.6	11.5	3.68	5.05	8.41
Be	0.005	0.236	0.033	0.1	0.016	未检出	0.101	未检出	0.082
Sc	4.38	4.77	3.15	3.86	5.53	4.79	1.95	2.06	1.45
V	43.4	46.4	38.2	16.3	26.9	21.5	9.8	10.9	14.4
Ti	779.146	839.08	599.343	143.842	161.823	125.862	95.8949	101.888	95.8949
Cr	132	188	167	1672	1414	2154	507	466	506
Co	6.73	7.72	5.63	97	81.2	96.4	73.2	76.3	64.9
Ni	53.3	49.2	46	1761	1319	1717	1507	1803	1700
Cu	15.1	16.3	11.1	12	4.51	8.56	2.47	8.99	38.3
Zn	20.1	23.3	14.5	41	28.6	48.8	15.4	18.2	15.3
Ga	2.22	2.42	1.68	0.429	0.607	0.498	0.11	0.112	0.133
As	18.1	18.1	20.7	6.51	5.39	5.76	9.18	14.2	22.6
Se	0.395	0.181	0.167	0.263	0.379	0.217	0.022	未检出	未检出
Rb	24.8	28.2	19.9	1.06	1.4	0.256	0.2	0.359	0.383
Sr	403	414	384	12.1	72.2	8.61	8.97	54.4	134
Zr	22.6	22.4	15.9	0.596	2.57	0.754	0.736	0.164	3.29
Nb	1.55	1.44	1.09	0.068	0.048	0.046	0.053	0.064	0.03
Mo	0.22	0.258	0.11	0.149	0.36	0.019	0.251	0.859	1.68
Cd	0.12	0.098	0.092	0.065	0.024	0.017	0.005	0.021	0.021
In	0.015	0.006	0.012	0.005	0.003	0.003	0.002	0.003	未检出
Sn	1.32	0.15	1.14	1.54	0.23	0.654	未检出	0.898	0.428
Sb	2.18	2.41	2.2	7.01	7.13	3.04	11.6	8.95	20.7
Cs	1.47	1.46	1.07	1.21	1.33	0.881	0.538	0.353	0.297
Ba	51.1	60	41.7	6.73	6.68	2.91	3.66	5.84	4.99
Hf	0.555	0.562	0.408	0.028	0.062	0.022	0.022	0.01	0.075
Ta	0.089	0.075	0.05	0.001	未检出	0.005	0.051	0.136	未检出
W	0.443	0.324	0.261	0.536	1.71	0.412	2.12	1.42	1.17
Re	0.005	0.004	0.003	0.001	0	0.001	0	未检出	未检出
Tl	0.123	0.146	0.108	0.009	0.011	0.002	0.004	0.005	0.015
Pb	2.32	2.13	1.89	0.237	0.092	0.11	0.674	0.536	1.02
Bi	0.032	0.035	0.018	0.001	0.001	0.036	未检出	0.008	0.034
Th	0.635	0.599	0.488	0.147	0.028	0.037	0.016	0.024	0.012

续表 1
Continued Table 1

	钙质碳酸岩			镁质硅酸岩					
	RTN-001	RTN-002	RTN-003	RTN-009	RTN-010	RTN-011	RTN-013	RTN-015	RTN-016
	$\alpha(B)\%$								
U	1.27	1.2	1	0.08	0.177	0.312	0.082	0.074	0.068
La	4.94	5.1	4.46	0.091	0.132	0.077	0.037	0.068	0.155
Ce	5.73	5.89	4.84	0.159	0.127	0.09	0.062	0.106	0.208
Pr	1.08	1.13	0.989	0.022	0.024	0.017	0.012	0.016	0.046
Nd	4.51	4.46	3.81	0.085	0.074	0.047	0.035	0.07	0.137
Sm	1.01	1.07	0.76	0.019	0.019	0.004	0.013	0.018	0.054
Eu	0.288	0.311	0.24	0.002	0.003	0.002	0.002	0.008	0.02
Gd	1.09	1.07	0.882	0.016	0.016	0.005	0.008	0.027	0.042
Tb	0.199	0.204	0.163	0.002	0.003	0.002	0.001	0.004	0.01
Dy	1.23	1.31	0.994	0.017	0.028	0.014	0.008	0.025	0.046
Ho	0.245	0.254	0.203	0.004	0.006	0.003	0.003	0.006	0.009
Er	0.692	0.75	0.595	0.011	0.026	0.011	0.008	0.012	0.027
Tm	0.103	0.114	0.088	0.001	0.005	0.001	未检出	0.001	0.002
Yb	0.638	0.712	0.546	0.015	0.034	0.019	0.004	0.016	0.017
Lu	0.103	0.116	0.085	0.006	0.008	0.006	0.002	0.004	0.003
Σ REE	21.858	22.491	18.655	0.45	0.505	0.298	0.195	0.381	0.776
	比值单位为 1								
LREE/HREE	4.08	3.96	4.25	5.25	3.01	3.89	4.74	3.01	3.97
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.024	19.259	19.138	18.332	18.3	18.245	18.402	18.331	18.418
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.595	15.634	15.619	15.611	15.594	15.602	15.631	15.589	15.616
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.347	38.498	38.455	38.44	38.34	38.374	38.588	38.439	38.565
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0374	0.0465	0.0568	0.0932	0.0272	0.0501	0.029	0.0082	0.0054
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7083	0.7084	0.7082	0.7118	0.7121	0.7119	0.7110	0.7111	0.7113
I_{Sr}	0.7082	0.7083	0.7081	0.7115	0.7120	0.7118	0.7109	0.7111	0.7113
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0.1051	0.1054	0.1015	0.097	0.1021	未检出	未检出	0.1392	0.1601
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.5123	0.5126	0.5124	0.5111	0.5116	未检出	未检出	0.5115	0.5118
ϵ_{Nd}	-1.1	1.03	-2.08	-26.71	-18.56			-21.616	-16.08
T_{DM}	837.4	697.4	881.9	238.5	195.3			302.2	328.4

注: I_{Sr} 为 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$, T_{DM} 单位为 Ma。

表 2 班公湖超基性岩主量、微量元素及 Sr、Pb 同位素分析结果(据江军华等 2010)

Table 2 Analytical results of major elements, trace elements and Sr, Pb isotopic compositions of ultrabasic rocks from Bangong Lake area, Tibet

	RTB113-1	RTB113-2	RTB114-1	RTB117-2	RTB145-3	RTB160-2	RTB230-2
	$\alpha(B)\%$						
Al_2O_3	0.44	0.33	0.6	0.35	0.44	0.57	0.68
SiO_2	37.45	37.41	36.11	36.25	36.03	35.35	37.08
CaO	0.12	0.1	0.16	0.14	0.2	0.54	0.11
K_2O	0.017	0.013	0.017	0.018	0.016	0.014	0.015
Fe_2O_3	10.48	11.07	12.97	12.63	13.005	10.26	10.765
FeO	2.2	1.8	2.1	1.6	1.85	1.3	2.75
MgO	35.84	35.93	34.29	35.01	34.58	35.72	35.12
Na_2O	0.048	0.043	0.046	0.042	0.056	0.06	0.049
MnO	0.11	0.1	0.13	0.092	0.11	0.18	0.12
P_2O_5	0.014	0.013	0.012	0.013	0.012	0.011	0.012
LOI	12.38	12.32	12.83	12.99	12.75	15.36	12.52

续表 2

Continued Table 2

	RTB113-1	RTB113-2	RTB114-1	RTB117-2	RTB145-3	RTB160-2	RTB230-2
	$\alpha(B)/10^{-6}$						
Be	0	0.028	0	0	0	0	0
Sc	7.93	7.21	9.74	6.74	7.68	8.89	8.45
V	26.6	24.7	40.3	23.2	32.2	41.9	42.8
Cr	1075	1512	2604	2023	2262	2536	2653
Co	110	112	120	121	123	109	117
Ni	2089	2149	2117	2090	2210	2161	1911
Cu	0.854	0.726	4.24	4.7	1.77	2.81	2.26
Zn	28.1	25.9	41.6	37.9	36.2	46.5	40.9
Ga	0.428	0.426	0.868	0.56	0.378	0.47	0.482
Rb	0.214	0.143	0.23	0.181	0.175	0.169	0.136
Sr	2.01	1.71	2.36	1.23	5.28	1.99	2.73
Zr	0.157	0.188	0.204	0.146	0.188	0.151	0.091
Nb	0.042	0.026	0.035	0.035	0.05	0.044	0.034
Mo	0.223	0.221	0.203	0.161	0.325	0.217	0.124
Sn	1.65	1.57	1.72	2.05	1.81	1.73	1.55
Sb	0.136	0.091	0.061	0.075	0.244	0.066	0.208
Ba	3.19	1.57	7.76	4.66	2.66	1.78	2.94
Hf	0.006	0.009	0.008	0.01	0.01	0.009	0.02
Ta	0.014	0.042	0.039	0.015	0.104	0.074	0.018
Pb	0.228	0.214	0.43	0.512	0.394	0.294	0.312
Bi	0.01	0.009	0.014	0.01	0.007	0.007	0.006
Th	0.023	0.029	0.041	0.026	0.035	0.028	0.015
U	0.04	0.016	0.024	0.012	0.088	0.007	0.013
Ti	24.1	18.1	16.9	17.6	20.3	27.8	24.7
La	0.045	0.029	0.053	0.047	0.04	0.075	0.031
Ce	0.05	0.041	0.08	0.08	0.116	0.088	0.033
Pr	0.019	0.007	0.009	0.019	0.012	0.017	0.008
Nd	0.03	0.023	0.031	0.062	0.024	0.036	0.02
Sm	0.011	0.006	0.007	0.013	0.003	0.009	0.003
Eu	0.006	0.003	0.018	0.003	0.002	0.002	0.004
Gd	0.008	0.006	0.006	0.017	0.006	0.009	0.005
Tb	0.002	0.002	0.001	0.004	0.001	0.002	0.001
Dy	0.017	0.011	0.012	0.028	0.004	0.008	0.01
Ho	0.003	0.003	0.003	0.004	0.001	0.002	0.003
Er	0.01	0.009	0.011	0.013	0.005	0.012	0.01
Tm	0.002	0.001	0.003	0.003	0.001	0.003	0.002
Yb	0.014	0.015	0.03	0.021	0.016	0.024	0.031
Lu	0.004	0.005	0.007	0.005	0.004	0.008	0.006
Σ REE	0.221	0.161	0.271	0.319	0.235	0.295	0.167
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	18.334	17.998	18.155	18.784	18.324	18.015	18.424
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.613	15.543	15.572	15.594	15.585	15.615	15.575
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	38.462	38.097	38.262	38.396	38.248	38.134	38.292
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0.0704	0.0574	0.1937	0.1054	0.0609	0.1252	0.1123
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7095	0.7097	0.7094	0.7096	0.7087	0.7114	0.7099

注：TiO₂ 均未检出，同位素比值单位为 1。

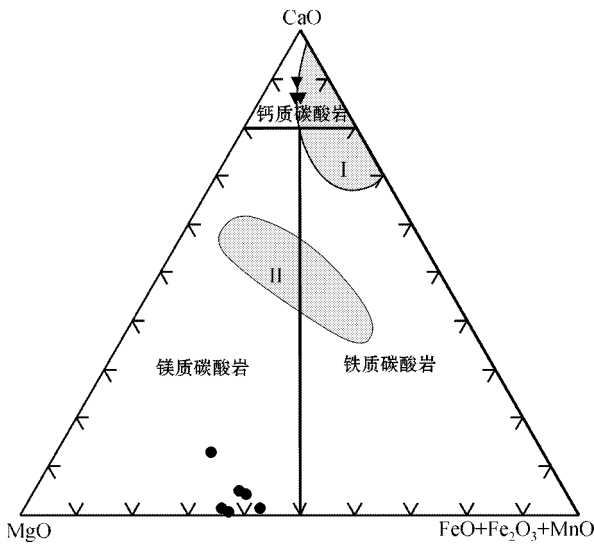


图4 班公湖地区碳酸岩分类投影图

I—世界其他地区方解石碳酸岩; II—世界其他地区方解石碳酸岩和白云石碳酸岩的最大频率分布区(王希斌等 2002)

Fig. 4 Classification scheme of the carbonatites in Bangong Lake area

I : Areas of calcite carbonatites in the world ; II : Areas of dolomite carbonatites in the world

其质量分数分别为 23.83%~29.85% 和 7.75%~16.85% ,反映了岩石中菱镁矿和菱铁矿占有主导地

位。与钙质碳酸岩相比,镁质碳酸岩的最大差别是岩石中 $w(\text{SiO}_2)$ 显著增高,为 19.96%~35.33% ,与岩石中各种形态的石英及少量绿泥石、滑石的残留有关。从 $w(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ 看,镁质碳酸岩(0.08%~0.15%)比钙质碳酸岩(0.80%~1.02%)要低得多。

3.3 微量元素

班公湖地区碳酸岩的微量元素原始地幔标准化蛛网图见图 5A。在图中钙质碳酸岩与镁质碳酸岩表现出明显不同的分布形式。钙质碳酸岩中大离子亲石元素 Rb、U、Sr 富集明显,其含量也比镁质碳酸岩高,高场强元素 Ti 明显亏损,Nb、Ta 同等亏损。相比之下,镁质碳酸岩除了 Sr、U 显示出强烈富集与钙质碳酸岩相似之外,高场强元素 Ti,也具有明显的富集特点。另外,Ta 与 Nb 发生分异,前者富集,后者亏损。大离子亲石元素 Rb 不再是明显富集的组分,而是在地幔值上下浮动。

3.4 稀土元素

在球粒陨石标准化稀土元素分布曲线上(图 5B)班公湖地区的钙质碳酸岩和镁质碳酸岩都呈较为平缓的分布型式,但轻稀土元素相对重稀土元素稍有富集,轻/重稀土元素比值在 3.01~5.25 之间(表 1)轻稀土元素 La 稍有富集,Ce 显中等负异常,Eu 异常不明显,钙质碳酸岩的 δEu 接近 0.9,镁质碳

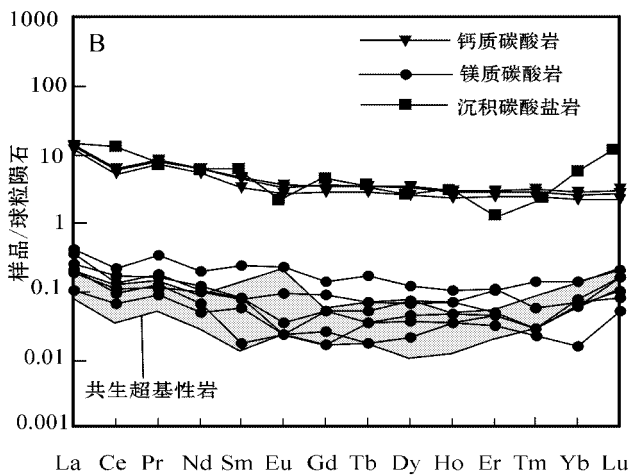
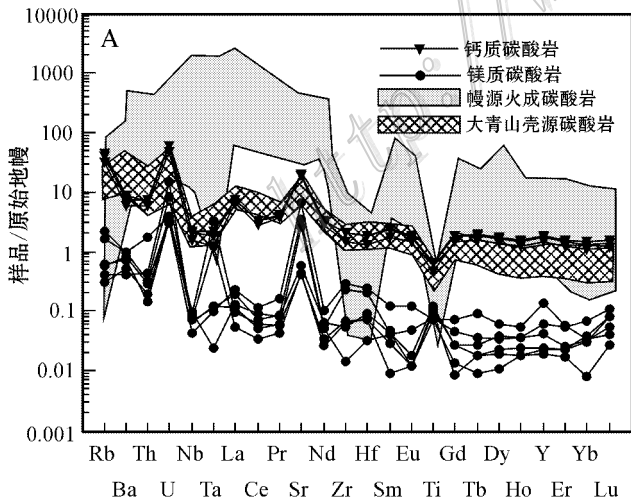


图5 班公湖地区碳酸岩及共生超基性岩微量元素蛛网图(A)和稀土元素配分图(B)

图B中沉积碳酸盐岩数据来源于 Gold, 1963

Fig. 5 Primitive mantle-normalized abundance patterns of trace elements(A) and REE patterns(B) of the carbonatites and associated ultrabasic rocks in Bangong Lake area
Data of carbonate rock in REE patterns(B) from Gold(1963)

酸岩的 δE_u 甚至有一半样品呈现较弱的正异常。但是两者之间的稀土元素总量相差悬殊,钙质碳酸岩 $\sum REE = 18.66 \times 10^{-6} \sim 22.49 \times 10^{-6}$, 平均为 21.00×10^{-6} , 镁质碳酸岩 $\sum REE = 0.20 \times 10^{-6} \sim 0.78 \times 10^{-6}$, 平均为 0.43×10^{-6} 。

4 Nd、Sr、Pb 同位素

4.1 分析方法

Nd、Sr、Pb 同位素分析在北京核工业地质研究院分析测试研究中心同位素实验室完成,所用仪器是 MAT-261 固体同位素质谱仪。样品(200 目粉末)先用 HF + HNO₃ 完全溶解,蒸干后再用 HCl 溶解。样品中的 Nd、Sr 采用常规的离子交换技术分离。Nd 同位素测定用 $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ 进行质量分馏校正。标样 J.M.Nd₂O₃ 测定结果 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511125 \pm 8(2\sigma)$, GBW04419 测定结果 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512725 \pm 10(2\sigma)$, Sm、Nd 流程空白为 $5 \times 10^{-11}\text{g}$ 。Sr 同位素测定用 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ 进行质量分馏校正。标样 NBS987 SrCO₃ 的 $^{87}\text{Sr}/$

$^{86}\text{Sr} = 0.71025 \pm 12(2\sigma)$; Rb、Sr 流程空白为 $10^{-9} \sim 10^{-11}\text{g}$ 。1 μg 铅的 $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 分析精度低于 0.05%, $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 一般不大于 0.005%。对国际标样 NBS981 的测试结果为: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.162189$, 误差为 0.0027%; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.913626$, 误差为 0.0059%; $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.059201$, 误差为 0.0015%。分析结果见表 1。

4.2 Pb 同位素

班公湖钙质碳酸岩 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别在 19.024 ~ 19.259、15.595 ~ 15.634、38.347 ~ 38.498 之间。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图 6A)样品点靠近 NHRL 左侧分布;同时,在 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图 6B)样品点落在 NHRL 和 Canary 岛碳酸岩的右下侧,印证了岩体中 U 明显富集而 Th 相对亏损(图 5A)的组成特点。镁质碳酸岩 Pb 同位素组成变化很小,其 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 比值分别为 18.245 ~ 18.418、15.585 ~ 15.631、38.340 ~ 38.588。它们在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图中都落在 NHRL 左侧和地球生

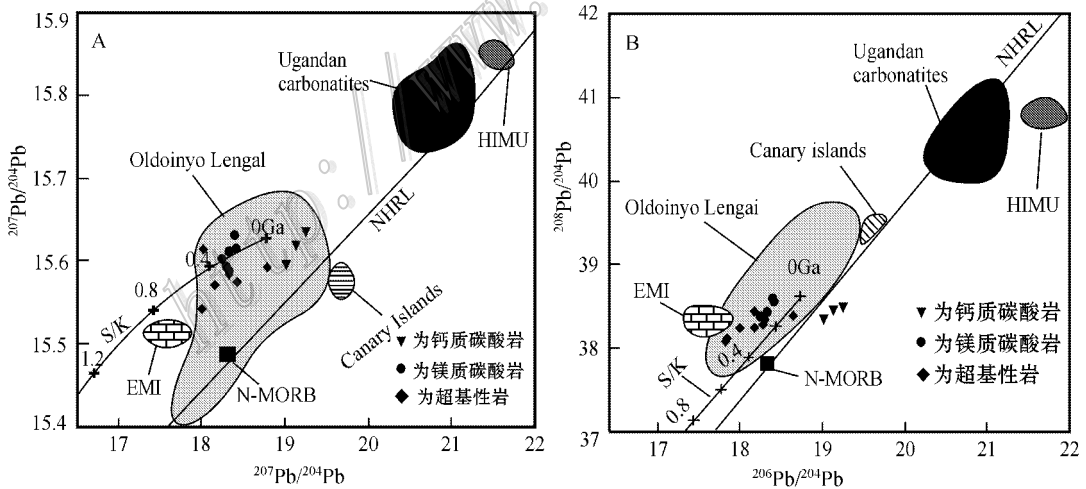


图 6 班公湖地区碳酸岩及共生超基性岩 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B)

EMI—富集地幔 I, HIMU—高 U/Pb 地幔和 N-MORB 正常大洋中脊玄武岩的数据来源于 Hart, 1988; Ugandan carbonatites 来源于 Nelson et al., 1988; Simonetti et al., 1994a; NHRL 北半球参考线来源于 Hart, 1984; Canary Islands 来源于 Hoernle et al., 1991; Oldoinyo Lengai 来源于 Bell et al., 1996; S/K—Stacey-Kramers 增长曲线来源于 Stacey et al., 1975

Fig. 6 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) of the carbonatites and associated ultrabasic rocks in Bangong Lake area

EMI: Enriched Mantle I, HIMU: High U/Pb value mantle and N-MORB: Normal Mid-Ocean Ridge from Hart, 1988; Ugandan carbonatites from Nelson et al., 1998 and Simonetti et al., 1994a; NHRL: North Hemisphere Reference Line from Hart et al., 1984; Canary Islands from Hoernle et al., 1991; Oldoinyo Lengai from Bell and Simonetti, 1996; S/K: Stacey-Kramers Growth Curve from Stacey and Kramers, 1975 (1975)

长线(S/K线)上端。从Pb同位素上看,班公湖地区两种碳酸岩不同的是钙质碳酸岩更富集放射性成因 ^{206}Pb 。

4.3 Sr、Nd同位素

与Pb同位素相比,班公湖地区两种碳酸岩在Sr、Nd同位素上的差异要大得多。钙质碳酸岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在0.7082~0.7084之间,用与其共生的蛇绿岩脉的年龄(186.4 Ma)计算的 I_{Sr} 比值为0.7081~0.7083; $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比值在0.5123~0.5126之间,用同样的年龄(186.4 Ma)计算的 ϵ_{Nd} 值为-2.08~1.03, $T_{\text{DM}}=697.4\sim 881.9$ Ma。而镁质碳酸岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在0.7110~0.7121之间, I_{Sr} 比值为0.7109~0.7120。Nd同位素除2个样品(RTN-011、013)因含量太低未测出外,其余4个样品的 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 在0.5111~0.5118之间, ϵ_{Nd} 值为-26.71~-16.08, $T_{\text{DM}}=195.3\sim 328.4$ Ma(表1)。从这些数据不难看出,与钙质碳酸岩相比,镁质碳酸岩明显富含壳源富集组分。同时,Nd同位素初始值(ϵ_{Nd})变化较大。而在Nd模式年龄上,钙质碳酸岩的 T_{DM} 要比镁质碳酸岩的 T_{DM} 大得多。

5 讨论

5.1 关于碳酸岩浆的源区

碳酸岩的成因问题其核心还是岩浆源区问题。世界上大多数碳酸岩体都是产于大陆裂谷环境,少数产于活动大陆边缘或造山带中(秦朝建等,2001)。如著名的东非裂谷碳酸岩已被证明主要是由两个地幔端员HIMU和EMI混合而成。不同的岩体由于各自形成条件不同,可能还会有少量的第三种组分如DMM,甚至地壳物质混入(Bell et al., 1996)。然而,随着研究的不断深入,近年来不断有壳源岩浆碳酸岩成因的报道。虽然Lentz(1999)提出的加拿大西部Grenville省含萤石-磷灰石-方解石岩脉(墙)为壳源岩浆碳酸岩的论点没有得到人们的一致认可,但赵斌等(2004)提出的大冶铁矿区大理岩墙为壳源岩浆碳酸岩的论点却得到了人们的广泛认同,因为他们首次提出了大理岩墙中存在熔融包裹体的证据。任建德等(2007)提出新疆木吉一带产出的碳酸岩体是由沉积碳酸盐岩在侵入体的热力作用下熔融而成。董春艳等(2009)则认为内蒙古大青山地区的碳酸岩是由麻粒岩相中的透灰石大理岩部分熔融形成的。从这些研究不难看出,除了传统意义上的幔

源岩浆碳酸岩外,在各种环境下由地壳碳酸盐质岩石熔融形成的壳源岩浆碳酸岩正受到人们越来越多的关注。

5.2 班公湖钙质碳酸岩的成因

班公湖地区的钙质碳酸岩呈岩株产出,与绿岩带中的超基性岩呈侵入接触并含有超基性岩捕虏体,说明它们是岩浆成因。微量元素地球化学显示,它们的原始地幔标准化分布曲线与幔源碳酸岩浆截然不同(图5A)。样品中指示壳源组分的Rb、Sr、U富集明显。在图5A中,其分布曲线更是与华北地块北缘内蒙古大青山地区孔兹岩系透辉片麻岩组中的壳源岩浆碳酸岩(董春艳,2009)高度吻合,显示出它们的岩浆源区有地壳物质混染。

然而,Nd、Sr、Pb同位素表明这些钙质碳酸岩最终仍然来源于地幔。在 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 和 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图6A、6B),它们落在东非裂谷坦桑尼亚Oldoinyo Lengai岩体投点区内,但与镁质碳酸岩相比,它们更靠近西班牙Canary岛碳酸岩。Oldoinyo Lengai岩体是由地幔EMI和HIMU单元混合而成,并受到了下地壳物质的混染(Bell et al., 1996)。Canary岩体则是与地幔羽有关的洋生碳酸岩(Grunenfelder et al., 1986)。相比较而言,Nd同位素对地壳组分反映不明显,在 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 图上(图7A),班公湖地区的钙质碳酸岩仍与Oldoinyo Lengai岩体重合,而Sr同位素显示班公湖地区的钙质碳酸岩混入的地壳物质比Oldoinyo Lengai岩体要多。在 ϵ_{Nd} ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)图上(图8),班公湖钙质碳酸岩紧靠EM II地幔端员,这说明它们的最终岩浆源区就是来自EM II地幔端员。它们的 T_{DM} 集中在697.4~881.9 Ma之间,说明它们最初是在晚元古代从地幔中分离出来,喷发后形成火山岩沉积,中生代在镁铁质岩浆侵入时受热重熔,然后依基性-超基性岩的通道侵位,形成现在与基性-超基性岩密切共生的碳酸岩。

5.3 班公湖镁质碳酸岩的成因

元素地球化学显示,班公湖的镁质碳酸岩既不同于幔源岩浆碳酸岩,也不同于壳源岩浆碳酸岩(图5A),而是与共生的含镍超基性岩具有完全一致的稀土元素特征(图5B)。Pb同位素组成也说明它们的物质来源是一致的,Sr同位素则说明碳酸岩比超基性岩含有更多的地壳组分(图7B)。 ϵ_{Nd} - I_{Sr} 图(图8)进一步显示出地壳,特别是下地壳组分在岩体形成过程中的重要作用。镁质碳酸岩和含镍超基性岩稀

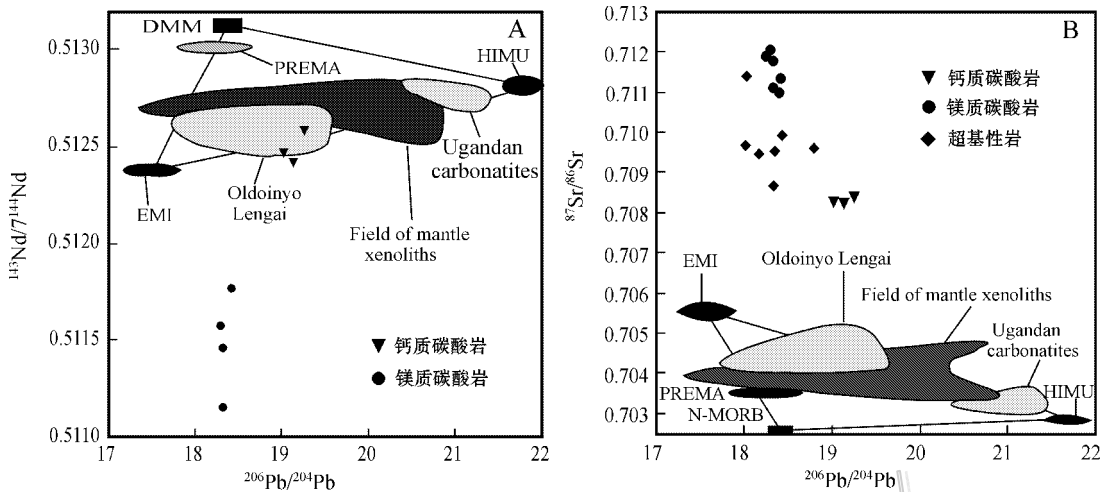


图 7 班公湖地区碳酸岩及共生超基性岩 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) 和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B)

mantle xenoliths 数据来源于 Cohen et al. , 1984 ;EMI—富集地幔 I ,HIMU—高 U/Pb 地幔和 N-MORB ,正常大洋中脊玄武岩 ,DMM—亏损大洋中脊玄武岩地幔和 PREMA ,原始地幔数据来源于 Zindler et al. , 1986 和 Hart , 1988 ;Oldoinyo Lengai 来源于 Bell et al. , 1996 ; Ugandan Carbonatites 来源于 Nelson et al. , 1988

Fig. 7 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (B) of carbonatites and associated ultrabasic rocks in Bangong Lake area

Data of mantle xenoliths :Cohen et al. (1984) ;EMI : Enriched Mantle I ,HIMU : High U/Pb value mantle and N-MORB : Normal Mid-Ocean Ridge ,DMM : Depleted Mid-Ocean Ridge Basalt Mantle and PREMA : Prema Mantle from Zindler et al. (1986) and Hart (1988) ; Oldoinyo Lengai from Bell et al. (1996) ; Ugandan Carbonatites from Nelson et al.(1988)

土元素和 Pb 同位素特征一致 ,Sr 含量和 Sr 同位素组成 (表 1、2) 产生明显差异 ,反映了两者之间可能发生过重要的流体交代作用 ,因为大量的研究已表明 Sr 是地质流体中最活跃的元素 ,而 Pb 更多的是通过熔体迁移 (Edwards et al. , 1994) 。班公湖地区镁质碳酸岩与含镍超基性岩之间的这种差异 ,很可能是由含 CO_2 的流体交代产生的。Demeny 等 (2008) 研究了西班牙 Canary 岛 La Palma 基性岩中的碳酸岩包体 ,认为它们是由富含 CO_2 的地质流体在地壳深部交代基性岩形成的。有关流体的来源 ,他们认为是来自于俯冲到地幔深部的洋壳及其沉积物的脱水作用。至于班公湖地区交代超基性岩的流体是否来源于俯冲板片还有待进一步研究 ,因为碳酸岩体中 Nb、Ta 出现了显著分异 ,部分样品中 Ta 高度富集 (图 5A) ,这显然不是俯冲板片的流体特征 (Wilson , 1989) 。岩体本身的 T_{DM} (195.3 Ma、238.5 Ma) 与超基性岩的形成时代 (186.4 Ma) 接近也支持这一成因解释。碳酸岩体 T_{DM} 比超基性岩稍大反映了在交代过程中有部分地壳组分混入。至于交代作用发生的场所 ,笔者也倾向于发生在地壳深部 ,因为碳酸岩体与超基性岩体之间有时显示出截然的接触关系 ,与原地交代所产生的过渡式接触关

系不符。

6 结 论

(1) 西藏班公湖地区产出 2 种碳酸岩 ,一种以方解石为主 ,为钙质碳酸岩 ;另一种以菱镁矿和菱铁矿为主 ,为镁质碳酸岩。它们呈岩株或岩墙产于蛇绿岩带中 ,与超基性岩密切共生 ,界线清楚 ,是蛇绿岩带的重要组成部分。

(2) 钙质碳酸岩地球化学上与中国华北地区北缘大青山地区的壳源碳酸岩完全一致。Nd、Sr、Pb 同位素则表现出幔源特征 ,在 $\epsilon_{\text{Nd}}-I_{\text{Sr}}$ 图上更是紧靠 EM II 端员。考虑到岩体新元古代的 Nd 模式年龄 ($T_{\text{DM}} = 697.4 \sim 881.9 \text{ Ma}$) ,它们的形成过程是新元古代从地幔 EM II 端员分离出来的碳酸岩浆于中生代蛇绿岩带中的基性、超基性岩侵入时 ,受其高温作用在中下地壳熔融 ,然后与超基性岩一起上侵。

(3) 镁质碳酸岩的稀土元素球粒陨石标准化分布曲线与共生的超基性岩一致 ,Pb 同位素显示出共同的地幔源区 ,Nd、Sr 同位素比值显著增高。这些特征说明它们是富 CO_2 的地质流体在中下地壳对超基性岩交代的结果。碳酸岩体与超基性岩界线清楚 ,

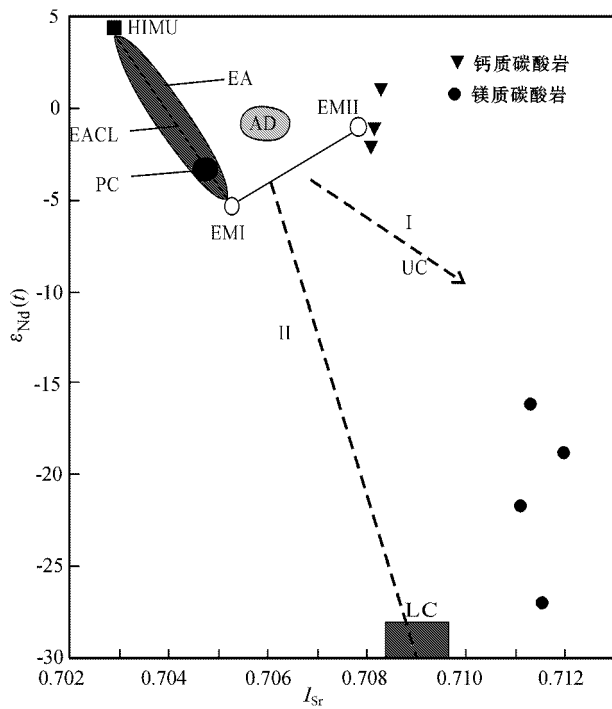


图8 班公湖地区碳酸岩 $\epsilon_{Nd}-I_{Sr}$ 图

EA CL—东非碳酸岩参考线; EA—东非碳酸岩数据来源于 Bell et al., 1987; Nelson et al., 1988; Simonetti et al., 1994a; 1994b; Kalt et al., 1997; Bell et al., 1996; AD—Amba Dongar 碳酸岩来源于 Simonetti et al., 1995; PC—Pakistan 碰撞带碳酸岩来源于 Tion et al., 1998; UC—上地壳来源于 Wang et al., 2003; LC—下地壳来源于 Jahn et al., 1999; Ma et al., 2000

Fig. 8 $\epsilon_{Nd}-I_{Sr}$ of the carbonatites in Bangong Lake area
Data of EA CL: East Africa Carbonatite Line and EA: East Africa Carbonatites from Bell et al. (1987); Nelson et al. (1998); Simonetti et al. (1994a, 1994b); Kalt et al. (1997); Bell et al. (1996); AD: Amba Dongar Carbonatites from Simonetti et al. (1995); PC: Pakistan Carbonatites from Tion et al. (1998); UC: Upper Crust from Wang et al. (2003); LC: Lower Crust from Jahn et al. (1999); Ma et al. (2000)

并具侵入接触关系,也说明交代作用发生在地壳深部,岩体很可能是在塑性-半塑性状态下与超基性岩体一起侵入的。

志谢 野外工作期间得到了成都理工大学李佑国教授等的大力帮助,样品测试得到北京核工业地质研究院分析测试研究中心的有力支持和配合,审稿人对本文提出了宝贵意见,在此致以衷心的感谢。

References

Bell K and Blenkinsop J. 1987. Nd and Sr isotopic composition of east African carbonatites: implications for mantle heterogeneity [J].

Geology, 15: 99-102.

Bell K and Simonetti A. 1996. Carbonatite Magmatism and Plume Activity: Implications from the Nd, Pb and Sr Isotope Systematics of Oldoinyo Lengai [J]. Journal of Petrology, 37(6): 1321-1339.

Bizimis M. 2001. Geochemical processes in the upper mantle: Evidence from peridotites, kimberlites and carbonatites [D]. Florida State University, Ph. D thesis. 1-299.

Brooker R A and Hamilton D L. 1990. Three-liquid immiscibility and the origin of carbonatites [J]. Nature, 346: 459-462.

Cohen R S, O'Nions R K and Dawson J B. 1984. Isotope geochemistry of xenoliths from East Africa: Implications for development of mantle reservoirs and their interaction [J]. Earth and Planetary Science Letters, 68: 209-220.

Coward M P, Kidd W S F, Pan Y, Shackleton R M and Zhang H. 1988. The structure of the 1985 Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud [A]. Philosophical Transactions of the Royal Society A327, 307-336.

Dalton J A, Prenall D C and Dean C. 1998. The continuum of primary carbonatite-Kimberlitic melt compositions in equilibrium with chertolite data from the system CaO-MgO-Al₂O₃-CO₂ at 6 GPa [J]. Journal of Petrology, 39: 1953-1964.

Demeny A, Casillas R and Agustina A et al. 2008. Carbonate xenoliths in La Palma: Carbonatite or alteration product [J]? Chemie der Erde, 68: 369-381.

Deng X G, Chen Z G. 2002. The discovery and significance of carbonatite produced by metasomatizing alkaline complex in Mashan, Guangxi [J]. Earth Science Frontiers, 9(3): 216 (in Chinese with English abstract).

Dong C Y, Liu D Y, Wan Y S, Xu H Y, Liu Z H, Yang Z S. 2009. Crustally derived carbonatite from the Daqinshan area: Zircon features and SHRIMP dating [J]. Acta Geologica Sinica, 83(3): 388-398 (in Chinese with English abstract).

Dunlap W J and Wysoczanski R. 2002. Thermal evidence for early Cretaceous metamorphism in the Shyok suture zone and age of the Khardung volcanic rocks, Ladakh, India [J]. J. Asia Earth Science, 20: 481-490.

Edwards C M H, Menzies M A, Thirlwall M F, Morris J D, Leeman W P and Harmon R S. 1994. The transition to potassic volcanism in island arcs: The Ringgit-Beser complex, east Jast Java, Indonesia [J]. J. Petrol., 35: 1557-1595.

Freesfone I C and Hamilton D L. 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonates—an experimental study [J]. Contrib. Mineral. Petrol., 73: 105-117.

Gold D P. 1963. Average chemical composition of carbonatites [J]. Econ. Geol., 58: 988-996.

Girardeau J, Marcoux J, Fourcade E, Bassoulet J P and Tang Y K. 1985. Xainxa ultramafic rocks, central Tibet, China: Tectonic environment and geodynamic significance [J]. Geology, 13: 330-333.

Grunefelder M H, filton G R, Bellk and Blenkinsop J. 1986. Lead and strontium isotope relationships in the Oka carbonatite complex, Quebec [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 50: 461-468.

- Halama R, Vennemann T, Siebel W and Markl G. 2005. The Gronnedal-Ika carbonatite-syenite complex, south Greenland: Carbonatite formation by liquid immiscibility [J]. *Journal of Petrology*, 46: 191-217.
- Harmer R E and Gittins J. 1998. The case for primary, mantle-derived carbonatite magma [J]. *Journal of Petrology*, 39: 1895-1903.
- Hart S R. 1988. Heterogeneous mantle domains: Signatures, genesis and mixing chronologies [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 90: 273-296.
- Hart S R. 1984. A large scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle [J]. *Nature*, 354: 753-757.
- Hoernle K A and Tilton G R. 1991. Sr-Nd-Pb isotope data for Fuerteventura (Canary Islands) basal complex and subaerial volcanics: Applications to magma genesis and evolution [J]. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 71: 3-18.
- Jahn B M, Wu F Y, Lo C H and Tsai C H. 1999. Crust-mantle interaction induced by deep subduction of continental crust: Geochemical and Sr-Nd isotope evidence from post collisional mafic-ultramafic intrusions of the northern Dabie complex, central China [J]. *Chem. Geol.*, 157: 119-146.
- Jiang J H, Wang R J, Qu X M and Xin H B. 2009. Provenance nature and basement background of nickel-sulphide-bearing ultrabasic rocks in Bangong Lake island arc zone, Tibet [J]. *Mineral Deposits*, 28(6): 793-802 (in Chinese with English abstract).
- Jiang J H, Wang R J and Qu X M. 2010. Genesis for the sulphide-nickel-bearing ultrabasic rocks and crust extension process in Bangong Lake Area, Tibet (master candidate paper) [D]. Supervisor: Wang R J. Beijing: Chinese Academy of Geological Science. 1-60 (in Chinese with English abstract).
- Kalt A, Hegner E and Satir M. 1997. Nd, Sr and Pb isotopic evidence for diverse lithospheric mantle source of east African rift carbonatites [J]. *Tectonophysics*, 278: 31-45.
- Kapp P, Murphy M A, Yin A and Harrison T M. 2003. Mesozoic and Cenozoic tectonic evolution of the Shiquanhe area of western Tibet [J]. *Tectonics*, 22(4): 1029, doi: 10.1029/2001TC001332.
- Kjarsgaard B A and Hamilton D L. 1988. Liquid immiscibility and the origin of alkal-poor carbonatites [J]. *Mineral. Mag.*, 52: 43-55.
- Lentz D R. 1999. Carbonatite genesis: A reexamination of the role of intrusion-related pneumatolytic sharn processes in Limestone melting [J]. *Geology*, 27(4): 127-130.
- Ma C Q, Ehlers C, Xu C H, Li Z C and Yang K G. 2000. The roots of the Dabeshan ultrahigh-pressure metamorphic terrane: Constraints from geochemistry and Nd-Sr isotope systematics [J]. *Precambrian Res.*, 102: 279-301.
- Mei H J, Liu X N, Chi J X, Zhang G Y and Wu M J. 1981. On ophiolite system on Qinghai-Xizang plateau with particular reference to its genesis in West Xizang [A]. *Geological studies of Qinghai-Xizang plateau* [C]. Beijing: Science Press. 545-556.
- Nelson D R, Chivas A R and Chappell B W. 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean-island sources [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52: 1-17.
- Pearce J A and Deng W M. 1988. The ophiolites of the Tibet geotraverse, Lhasa to Golmud (1985) and Lhasa to Kathmandu (1986) [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A327: 215-238.
- Qin C J and Qiu Y Z. 2001. Recent progress in carbonatite Research [J]. *Advance in Earth Sciences*, 16(4): 501-507 (in Chinese with English abstract).
- Qu X M, Hou Z Q and Li Y G. 2004. Melt components derived from a subducted slab in late orogenic ore-bearing porphyries in the Gangdese copper belt, southern Tibet plateau [J]. *Lithos*, 74: 131-148.
- Ren J D, Lu S W, Pei Z C, Yang J F, Fang H B, Li C Y and Chao H L. 2007. Igneous carbonatite in the Muji area, Artux, Xinjiang: Evidence from geological and geochemical analyses [J]. *Geological Bulletin of China*, 26(12): 1665-1670 (in Chinese with English abstract).
- Simonetti A and Bell K. 1994a. Nd, Pb, and Sr isotopic data from the Napak carbonatite-nephelinite center, eastern Uganda: An example of open-system crystal fractionation [J]. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 115: 356-366.
- Simonetti A and Bell K. 1994b. Isotopic and geochemical investigation of the Chiwa Island carbonatite complex, Malawi: Evidence for a system behaviour [J]. *Journal of Petrology*, 35: 1597-1621.
- Simonetti A, Bell K and Viladkar S G. 1995. Isotopic data from the Amba Dongar carbonatite complex, west-central India: Evidence for an enriched mantle source [J]. *Chem. Geol.*, 122: 185-198.
- Srimal N. 1986. India-Asia collision: Implications from the geology of the eastern Karakoram [J]. *Geology*, 14: 523-527.
- Stacey J S and Kramers J D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 26: 207-223.
- Tion G R, Bryce J G and Mateen A. 1998. Pb-Sr-Nd isotope date from 30 and 300 Ma collision zone carbonatites in northwest Pakistan [J]. *Journal of Petrology*, 39: 1865-1874.
- Veksler I V, Petibon C M, Jenner G A, Dorfman A M and Dingwell D B. 1998. Trace element partitioning in immiscible silicate-carbonate liquid systems: An initial experimental study using a centrifuge autoclave [J]. *Journal of Petrology*, 39: 2095-2104.
- Wang Q, Xu J F, Zhao Z H, Xiong X L and Bao Z W. 2003. Petrogenesis of the Mesozoic intrusive rocks in the Tongling area, Anhui Province, China and their constraint on geodynamic process [J]. *Science in China*, 33(11): 323-334 (in Chinese).
- Wang W L, Aitchison J C, Lo C H and Zeng Q G. 2008. Geochemistry and geochronology of the amphibolite blocks in ophiolitic melange along Bangong-Nujing Suture, Central Tibet [J]. *J. Asian Earth Science*, 33: 122-138.
- Wang X B, Hao Z G, Li Z, Xiao G W and Zhang T R. 2002. A Typical Alkaline Rock-Carbonatite Complex in Bayan Obo, Inner Mongolia [J]. *Acta Geologica Sinica*, 76(4): 501-526 (in Chinese with English abstract).
- Wilson M. 1989. *Igneous petrogenesis* [M]. London: Unwin Hyman.

- Wyllie P J and Huang W L. 1976. Carbonation and melting reactions in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at mantle pressures with geophysical and petrological applications [J]. *Contrib. Mineral. Petrol.* , 54 : 79-107.
- Zhao B , Zhao J S , Wang J C , Ni P , Li Z L , Rao B , Lu T S , Shao J Z , Zhang C Z , Wang R , Peng Z I , Tu X L and Chen L L. 2004. A possible new carbonatite type : Crust-derived carbonatite [J]. *Geochimica* , 33 (6) : 649-662 (in Chinese with English abstract).
- Zindler A and Hart S R. 1986. Chemical dynamics [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* , 14 : 493-571.

附中文参考文献

- 邓希光 陈志刚. 2002. 广西马山碱性杂岩交代型碳酸岩的发现及其意义 [J]. *地学前缘* , 9 (3) : 216.
- 董春艳 刘敦一 万渝生 徐仲元 刘飞宏 杨振升. 2009. 大青山地区元古代壳源碳酸岩 锆石特征及时性 SHRIMP 定年 [J]. *地质学报* , 83 (3) : 388-398.

- 江军华 王瑞江 曲晓明 辛洪波. 2009. 西藏班公湖岛弧带含硫化镍超基性岩的源区性质与基地背景 [J]. *矿床地质* , 28 (6) : 793-802.
- 江军华 王瑞江 曲晓明. 2010. 西藏班公湖地区含硫化镍超基性岩成因和地壳伸展过程研究 (硕士学位论文 [D]. 导师 : 王瑞江. 北京 : 中国地质科学院. 1-60.
- 秦朝建 袁愉卓. 2001. 岩浆(型)碳酸岩研究进展 [J]. *地球科学进展* , 16 (4) : 501-507.
- 任建德 卢书炜 裴中朝 杨俊峰 方怀宾 李春艳 晁红丽. 2007. 新疆阿图什地区木吉一带的火成碳酸岩 : 来自地质地球化学分析的证据 [J]. *地质通报* , 26 (12) : 1665-1670.
- 王希斌 郝梓国 李 震 肖国望 张台荣. 2002. 白云鄂博——一个典型的碱性-碳酸岩杂岩的厘定 [J]. *地质学报* , 76 (4) : 502-527.
- 王 强 许继峰 赵振华 熊小林 包志伟. 2003. 安徽铜陵地区燕山期侵入岩的成因及其对深部动力学过程的制约 [J]. *中国科学* , 33 (11) : 323-334.
- 赵 斌 赵劲松 汪劲革 倪 培 李兆麟 饶 冰 芦铁山 邵俊智 张重泽 王 冉 彭卓伦 涂湘林 陈林列. 2004. 一种可能的新碳酸岩类型 壳源成因碳酸岩 [J]. *地球化学* , 33 (6) : 649-662.

<http://www.kcdz.ac.cn>